

Klimaatseffecten, hoeft het nog gezegd, zijn aan de orde van de dag. De film 'An inconvenient truth' van Al Gore heeft bij de publieke opinie en de politici losgemaakt wat wetenschappers als jaren wisten en verkondigden, maar niet goed gecommuniceerd kregen. Of hoe een goede verpakking een boodschap vleugels kan geven... Wat er ook van zij, die hele klimaatshistorie toont ons nog maar eens hoe kwetsbaar onze planeet is en hoe belangrijk de rol van de oceanen in het geheel dient te worden ingeschat. In dit debat, maar ook in zovele andere domeinen, zijn de wereldzeeën bepalend. Zij produceren - met hulp van gigantische hoeveelheden microscopisch kleine algen - de helft van alle zuurstof op aarde en absorberen ook nog eens de helft van het door de mens uitgestoten broeikasgas CO₂. Zij zijn de motor achter het weer en geleiden meer dan 90% van alle goederenverkeer wereldwijd. Zij herbergen een nog grotendeels ongekende biodiversiteit met tal van medicinale en technologische toepassingsmogelijkheden. En zo kunnen we nog wel een tijdje doorgaan! Wil je het allemaal eens rustig nalezen, dan kan dat in de bijdrage in deze Grote Rede, getiteld "Planeet Aarde ... wablief?". Het klimaatseffect dwingt ons ook tot bescheidenheid op een ander terrein. Onze kustlijn, waarvan we stilzwijgend verwachten dat die altijd wel zal blijven liggen waar die nu ligt, blijkt plots een stukje minder zekerheid te bieden. Als de klimaatseffecten de meest extreme scenario's volgen - hoe onwaarschijnlijk die momenteel ook nog mogen lijken - dan zijn zeespiegelstijgingen van 8-10 meter (in plaats van de nu vooropgestelde 1 meter tegen 2100) misschien ooit wel realistisch. En die hou je niet meer tegen met beton en zand... Of toch? Intussen bekijken geologen dit alles ietwat filosofisch. Onze kustlijn is op geologische tijdschalen altijd in beweging geweest, en daarin brengt een rigide kustverdediging gedurende de afgelopen honderden jaren weinig verandering. Specialist terzake, dr. Cécile Baeteman van de Belgische Geologische Dienst, zette voor ons de ontstaansgeschiedenis van de kust nog eens op een rijtje en laat je meedeinen met een sterk in beweging zijnde kustlijn.

Op de grens tussen dit land en het grote zoute water, daar tekent zich het jachtgebied af van de strandvisser. Ze zijn met enkele honderden aan onze kust en met behulp van platte netten, ankerkuilen, kartenetten of warrelnetten combineren ze een gezonde buitenhobby met de vangst van een lekkere tong, zeebaars of andere vis. Ook de wetgeving terzake komt aan bod in de Grote Rede-bijdrage van Karen Rappé. En de Grote Rede zou de Grote Rede niet zijn als er naast de hoofdartikelen geen plaats zou gemaakt worden voor een merkwaardig culinair zeegegeven ("Lunchen we anno 2050 met een kwalslaaije?"), een speciale strandvondst ("Een Amerikaanse invasie"), een prikkelende zeevraag ("Brandend ijs: toekomstige energiebron of gevaar voor het klimaat?"), een graadmeter voor onze kust ("Aantal stormdagen per jaar"), de verklaring van de zeewoorden Fairy Bank en vismijn/visafslag, een fotozoekvraag en tal van varia ("In de Branding"). Aan jullie om een rustig leeshoekje in de zon te zoeken!

INHOUD

• De ontstaansgeschiedenis van onze kustvlakte	2
• Planeet Aarde ... wablief?	11
• Strandvisserij in de kijker	17
• Cis de strandjutter – Een Amerikaanse invasie	21
• De vruchten van de zee – Lunchen we anno 2050 met een kwalslaaije?	22
• Stel je zeevraag – Brandend ijs: toekomstige energiebron of gevaar voor het klimaat	23
• De Kustbarometer – het aantal stormdagen per jaar	24
• Kustkiekjes	25
• Zeewoorden verklaard: 'Fairy Bank' & 'vismijn/visafslag'	26
• In de branding	29

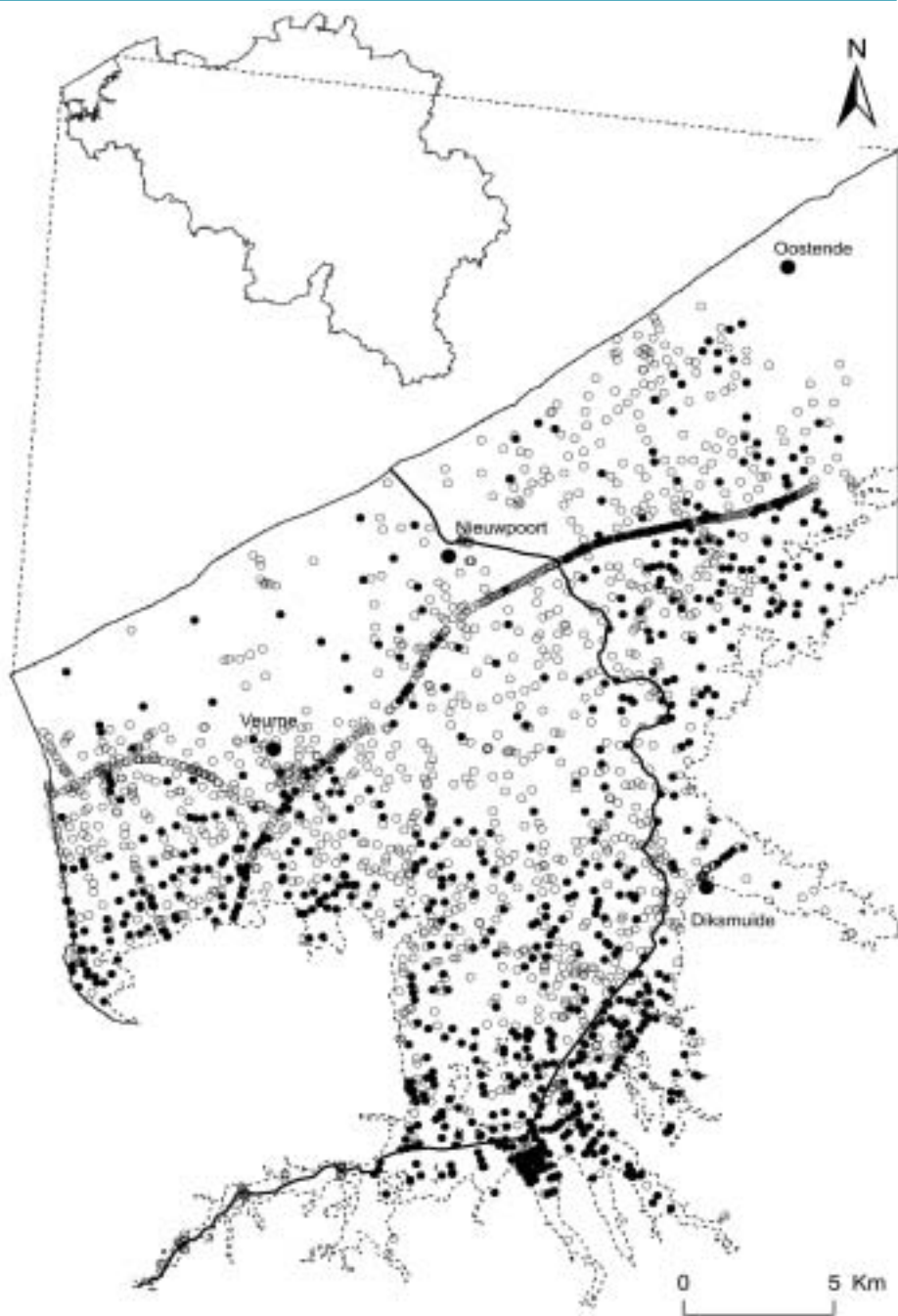
De ontstaansgeschiedenis van onze kustvlakte

Cecile Baeteman

(Belgische Geologische Dienst - Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen)

De ontstaansgeschiedenis van de kustvlakte is zeer nauw verbonden met de zee. Het landschap zoals we het nu zien is het resultaat van een bijna 10.000 jaar lange geologische geschiedenis (het Holoceen) waarin naar het einde toe de mens een niet onbelangrijke rol heeft gespeeld. In tegenstelling met wat een aantal (oudere) leerboeken ons wil doen geloven, moet men

zich die lange geschiedenis niet voorstellen als een reeks verschillende en goed herkenbare transgressies (uitbreiden van de zee over het land), gescheiden door regressies (terugtrekken van de zee), als gevolg van opeenvolgende zeespiegelverhogingen en dalingen. Tot spijt van wie het benijdt is het allemaal een stuk ingewikkelder... maar daarom niet minder boeiend!

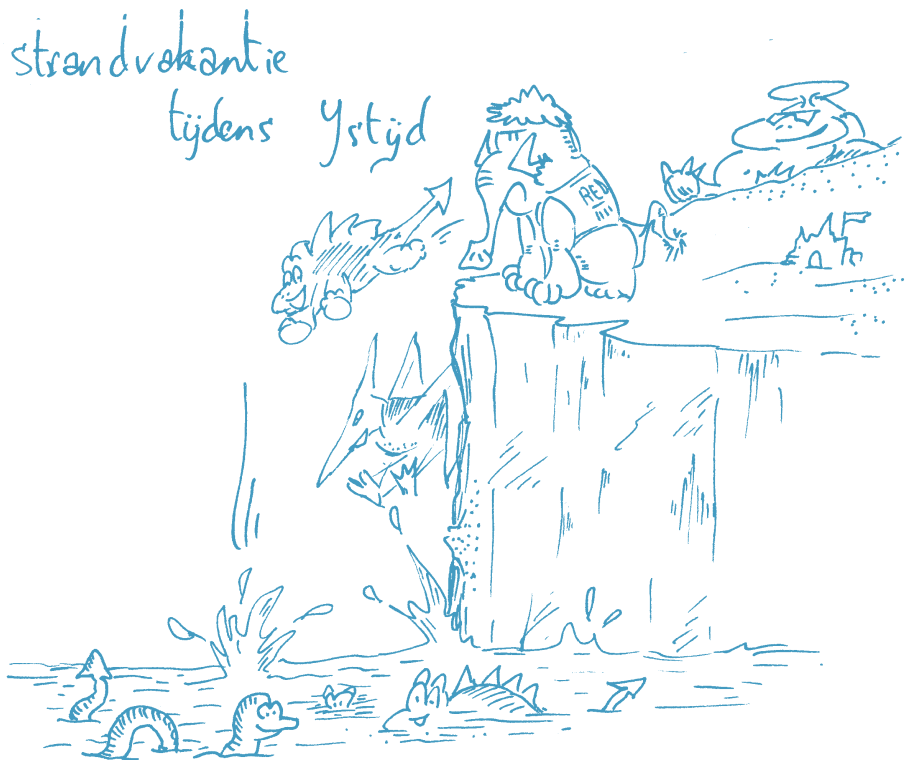


■ Figuur 1: Kaart van de westelijke kustvlakte met localisatie van de boringen. Omdat de grondwatertafel zeer hoog staat, moet het geologisch onderzoek gebeuren door middel van boringen. Vanwege de sterke variatie in de ondergrond is een dicht boornet noodzakelijk. Zwarte en open cirkels geven aan of de Pleistocene ondergrond respectievelijk wel of niet bereikt werd (CB)

Zeespiegelstijging na ijstijd doet basisveen en getijdengebied ontstaan

Het basisveen als gevolg van een stijgende grondwaterniveau

De huidige kustvlakte is het resultaat van een complexe opvulling die 10.000 jaar geleden begon na de Laatste Ijstijd (Fig. 1). Tijdens deze ijstijd stond het peil van de oceanen en zeeën 110 tot 130 m (!) lager dan vandaag. Oorzaak van de zeespiegelstijging was de algemene verwarming van het klimaat naar het einde van de ijstijd toe, en het afsmelten van de ijskappen. Deze snelle stijging ging uiteraard gepaard met een zijwaartse uitbreiding van de Atlantische Oceaan en de Noordzee naar onze streken toe. De verwarming van het klimaat en de stijgende zeespiegel hadden ook een gevolg op land, waar - door de stijgende grondwaterniveau - de vegetatie geleidelijk aan veranderde in een zoetwatermoeras. Hierin stapelde zich veen op, het basisveen genaamd (zie kader 'Het basisveen').



Het basisveen

Aansluitend bij de stijging van het zeeniveau, verhoogde ook de grondwaterniveau op het land. Hierdoor en door de verwarming van het klimaat, floreerde de vegetatie. Door de alsmaar stijgende zeespiegel kwam de grondwaterniveau echter zo hoog te staan dat zoetwatermoerassen ontstonden waarin veen (opstapeling van dode planten) accumuleerde, het basisveen. Aanvankelijk kwam het basisveen tot stand in de diepste delen van het Pleistocene fluviatiele landschap (de paleovalleien), maar naarmate de zeespiegel, en dus ook de grondwaterniveau bleven stijgen, ontwikkelde het basisveen zich steeds hoger op en steeds meer landwaarts (Fig. 2).

Het oudste gekende basisveen in de kustvlakte dateert van 9500 jaar geleden. Vroeger dacht men dat dit veen alleen maar in de diepte kon voorkomen en het werd dan ook "veen op grote diepte" genoemd, in tegenstelling tot het oppervlakteveen (zie verder). Dit basisveen kan gedateerd worden door middel van radio-koolstof en we weten ook dat het tot stand kwam op hoogwaterniveau bij springtij (Fig. 3). Door het basisveen op opeenvolgende dieptes te dateren, kan de stijging van het zeeniveau in de loop van de tijd achterhaald worden. Het niveau en de ouderdom van dit veen werden dan ook gebruikt voor het opstellen van de relatieve zeespiegelcurve (Fig. 4).

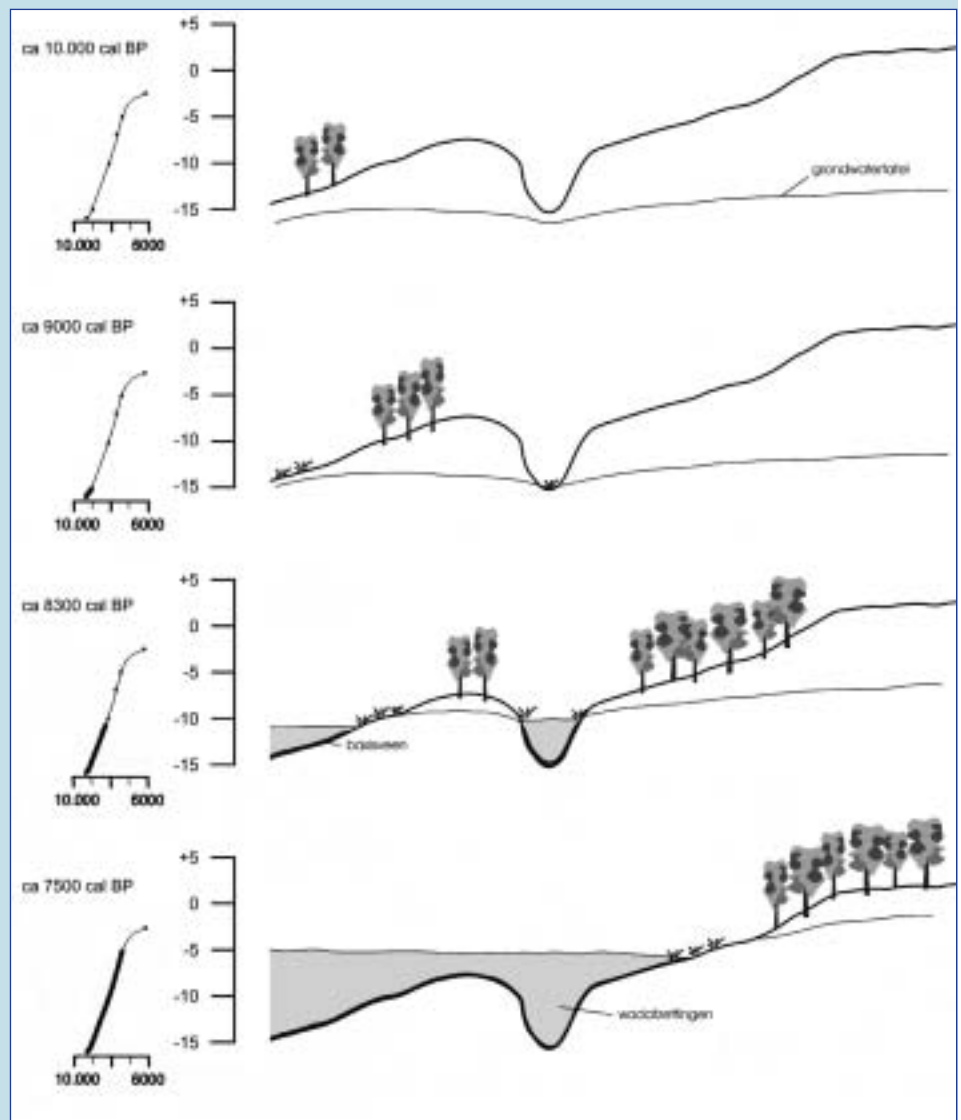


Fig. 2: Schematische voorstelling van de landwaartse verschuiving van het basisveen als gevolg van de zeespiegelstijging in de periode van 10.000 tot 7500 jaar geleden (CB)

Het getijdengebied of wad

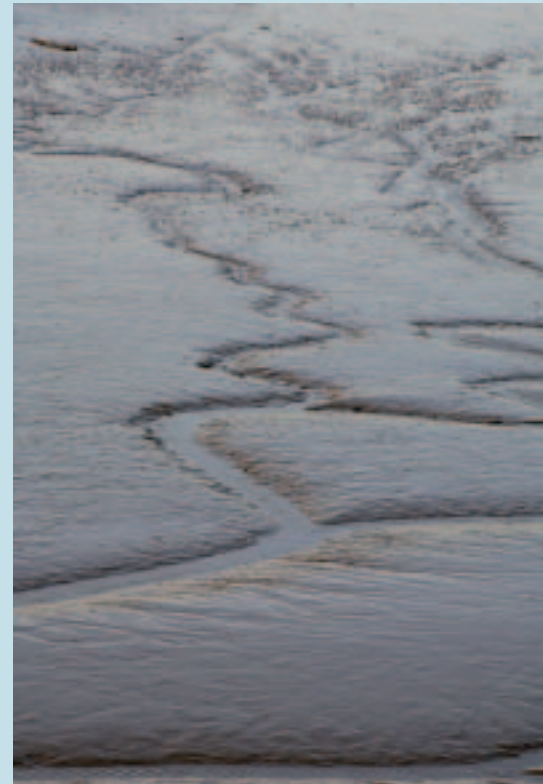
Afhankelijk van de ligging van een gebied ten opzichte van de gemiddelde hoog- en laagwaterniveaus, spreekt men van intertidaal (tussen hoog- en laagwaterlijn), supratidaal (boven hoogwaterlijn) of subtidaal gebied (onder laagwaterlijn). Elk gebied heeft zijn eigen karakteristieken:

Het intertidaal gebied:

Dit gebied wordt gekenmerkt door **slikken** en ligt onder hoogwaterniveau maar boven laagwaterniveau. Slikken worden met andere woorden dagelijks tweemaal door vloed overspoeld en vallen min of meer droog bij laagwater. Op die manier wordt iedere keer een laagje sediment afgezet dat echter niet meer dan enkele millimeters dik is. Daarom spreekt men van een zeer dunne ritmische gelaagdheid. Het sediment van de slikken is overwegend kleiig. Alleen de uiterst fijne deeltjes bezinken er tijdens de

kentering, d.i. de periode van nagenoeg totale rust in het water net vóór het water weer terugstroomt. Nabij de geulen of dichterbij zee - waar de stroming wat harder tekeer gaat - wordt iets grover materiaal, nl. fijn zand afgezet (zandwad).

De slikken bezitten een zeer rijke bodemfauna, niet zozeer qua soortenaantal, maar vooral qua aantal. Duizenden schelpdieren, wormen en kreeftachtigen leven er net onder de oppervlakte, elk op hun uitverkoren niveau. Het is dan ook niet te verwonderen dat men thans in de slootwanden niveaus vindt met talrijke platte slijkgapers (*Scrobicularia plana*) of kokkels (*Cerastoderma edule*). Een concentratie van kokkels en wadslakjes (*Hydrobia*) vindt men meestal aan de basis van een geul. Slijkgapers daarentegen worden meestal in levenspositie in de klei gevonden.



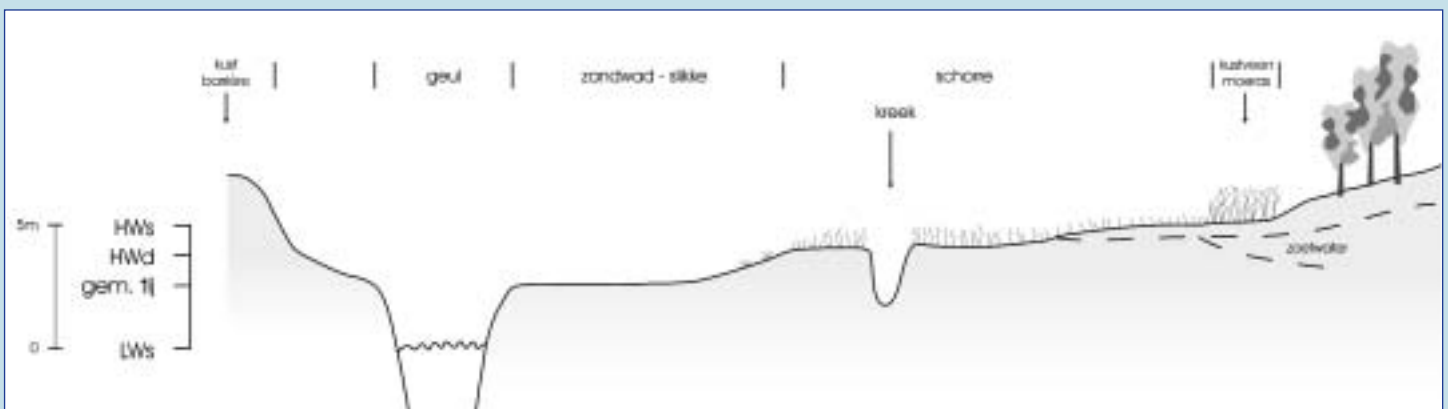
■ Slikken bevinden zich onder hoogwaterniveau maar boven laagwaterniveau. Ze worden met andere woorden dagelijks tweemaal door vloed overspoeld en vallen min of meer droog bij laagwater. Deze kleiige, onbegroeide slikken bezitten een zeer rijke bodemfauna (MD)



■ In polderslootoevers vindt men vaak schelpen van platte slijkgapers. Onder deze slijkgapers komen dan ook nog heel dikwijls merkwaardige grillige verticale structuren voor, zogenaamde 'bioturbatie structuren'. Ze werden gevormd wanneer de nog levende schelp zich enkele millimeters opwaarts verplaatste om terug haar uitverkoren positie t.o.v. het wadoppervlak in te nemen, en dit iedere keer nadat er een nieuw laagje sediment werd afgezet (CB)

Het supratidaal gebied:

De schorre, ook wel kwelder genoemd, bevindt zich aan het hoger gelegen, landwaartse gedeelte van de slikken en ligt boven gemiddeld hoogwaterniveau. De schorre zelf wordt nog enkel overspoeld bij springvloed of bij extreem hoge waterstanden. De **schorre** is vooral gekenmerkt door haar intense begroeiing met zoutminnende planten die bij overstroming de sedimenten vangen. Een schorre komt tot stand wanneer het landwaartse gedeelte van de



■ Fig. 3: Schematische voorstelling van de verschillende landschappen van het wadgebied in relatie met de waterstanden. HWs: gemiddeld hoogwater bij springtij, HWd: gemiddeld hoogwater bij doortij, LwS: gemiddeld laagwater bij springtij (CB)

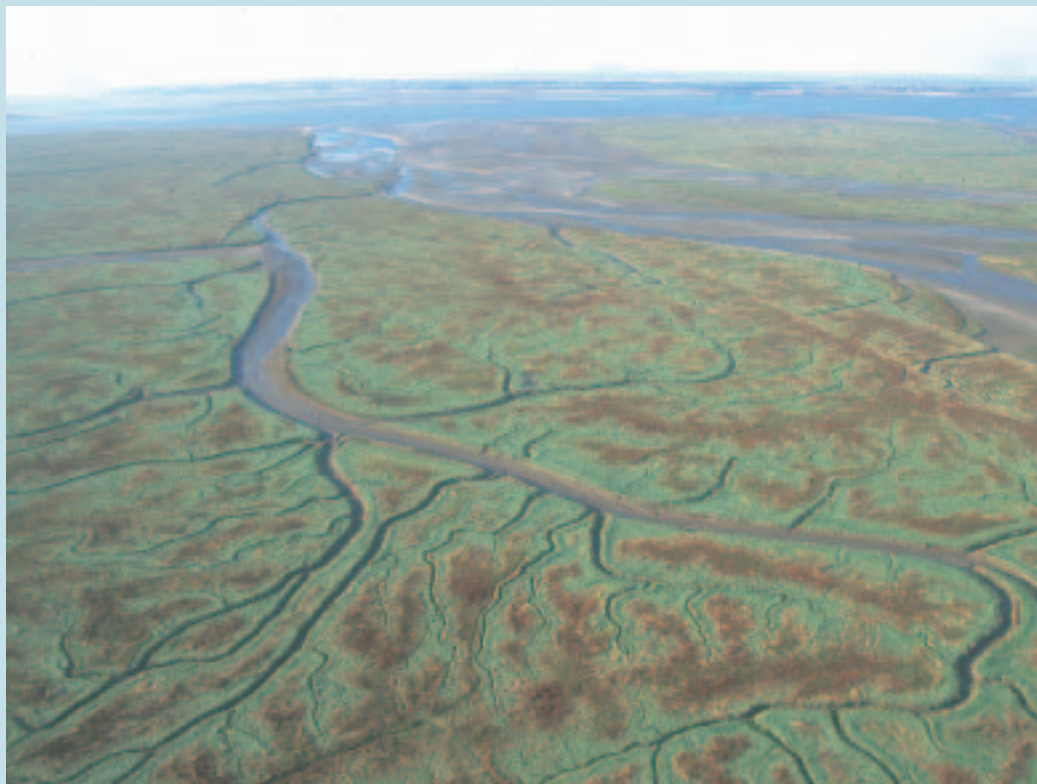
slikken voldoende hoog is opgeslibd zodat het niet meer dagelijks door hoogtij wordt overspoeld. Deze iets hoger liggende platen worden dan vrij vlug gekoloniseerd door zoutminnende planten (de pioniers) en vormen eilandjes. Deze gaan zich op hun beurt ophogen doordat, wanneer ze toch nog overspoeld worden, de vegetatie de fijne sedimentdeeltjes in het water gaat vangen. Die eilandjes gaan dan als het ware dichter naar mekaar toegroeien en op die manier een schorre vormen. In de opengebleven, iets lagere delen, blijft het water in- en uitstromen bij eb en vloed. Deze kleine depressies zullen de **kreken** worden naarmate het schorreoppervlak hoger komt te liggen.

Wanneer ook de schorre samen met de kreken hoog genoeg zijn opgeslibd, worden ze in het landwaarts gedeelte nagenoeg nooit meer overstroomd door het getij. Daardoor komt een dunne zoetwaterlens in de ondergrond tot stand en zal er zich een kustveenmoeras ontwikkelen door kolonisatie met riet. Wanneer het gebied echter niet nat genoeg is (bv. door een te zwakke zeespiegelstijging) zal de schorre verder evolueren tot zoutweide in plaats van kustveenmoeras.

Het subtidaal gebied:

De getijdengeulen zijn veruit het belangrijkste element in een wadgebied. Ze brengen bij vloed het zeewater, geladen met fijn zand en klei, via zeegaten het gebied binnen waar ze zich vertakken in steeds kleinere geulen. Bij eb stroomt het water terug zeewaarts. De geulen komen echter nooit droog te liggen. Hoe groter de getijdenamplitude (verschil tussen hoog- en laagwater), en hoe groter het getijdengebied, des te breder en dieper de geulen zijn. Daartegenover staat dat wanneer het getijdengebied voldoende hoog opgeslibd geraakt (in relatie tot het gemiddeld zeeniveau), zijn overstromingsgebied (of komberg) aanzienlijk vermindert. Bij eb en vloed zal immers minder water door de geul moeten stromen waardoor deze snel gaat opvullen of verlanden en bijgevolg zal evolueren naar een slikke.

Het wadgebied wordt van de open zee gescheiden door de **kustbarrière**. Dit is een massa zand die zich uitstrekt tot 1 à 2 km zeewaarts. Het zichtbare gedeelte, strand en duin, zijn eigenlijk maar een klein deel ervan. De zeewaartse grens wordt gevormd door de vooroever. Ook de getijdendelta's die aan de zeegaten voorkomen, behoren ertoe. Het merkwaardige aan de kustbarrière is dat die een tijdelijk karakter heeft omdat ze in dynamisch evenwicht is met de zeespiegel. Bij een zeespiegelstijging wordt zand van de vooroever geërodeerd en in het



wadgebied gebracht. Dit gebeurt via de zeegaten en door golven die over de kustbarrière slaan. Op die manier schuift de kustbarrière geleidelijk aan landwaarts en kan ook het wad verder opvullen in relatie met het stijgend zeeniveau (Fig. 6). Wanneer echter het grootste deel van het wad opgevuld is tot hoogwaterniveau bij springtij en de zeespiegelstijging zwak is, is er geen bergingsruimte voor sediment meer. Daardoor gaat de kustbarrière zeewaarts opschuiven of uitbouwen. Dit kan alleen wanneer er nog voldoende sediment aanwezig is. Dergelijke situatie deed zich voor in de periode dat het oppervlakteveen zich ontwikkelde (zie verder). Dit dynamisch karakter verklaart ook waarom duinen zich pas goed kunnen ontwikkelen op de kustbarrière wanneer de zeespiegelstijging stabiel of slechts heel zwak is. Bij een sterke stijging wordt het opgewaarde zand door de overtoppende golven geërodeerd en in het wad afgezet. Het klassieke verhaal dat bij een transgressie de duinen doorbroken worden en de hele vlakte overstroomd wordt, klopt niet met de realiteit.

■ Een schorre (boven) komt tot stand wanneer het landwaarts gedeelte van de slikken voldoende hoog is opgeslibd zodat het niet meer dagelijks door hoogtij wordt overspoeld. Deze iets hoger liggende platen worden dan vrij vlug gekoloniseerd door zoutminnende planten. In de opengebleven, iets lagere delen, blijft het water in- en uitstromen bij eb en vloed. Deze kleine depressies zullen de kreken worden naarmate het schorreoppervlak hoger komt te liggen. Wanneer ook de schorre samen met de kreken hoog genoeg zijn opgeslibd, worden ze in het landwaarts gedeelte nagenoeg nooit meer overstroomd door het getij. Daardoor komt een dunne zoetwaterlens in de ondergrond tot stand en zal er zich een kustveenmoeras ontwikkelen door kolonisatie met riet (foto onder links). Wanneer het gebied echter niet nat genoeg is (bv. door een te zwakke zeespiegelstijging) zal de schorre verder evolueren tot zoutweide (foto onder rechts) in plaats van kustveenmoeras (resp. VL/MD, CB, CB)

Onze kustregio wordt een dynamisch getijdengebied

In de diepste delen van het toenmalig landschap, nl. de paleovallei van de IJzer (Fig. 5), kwam de vorming van basisveen al vlug tot een einde. Ongeveer 9500 jaar geleden bereikten eerst de Atlantische Oceaan via het Nauw van Kales en 500 jaar later de Noordzee, onze streken. Zo kwam onze kustregio onder invloed te staan van getijden, het spel van hoog- en laagwater. Door dit dagelijks patroon van steeds wisselende waterstanden ontstonden verschillende landschappen of afzettingsmilieus, die elk hun specifieke relatie

hebben met de hoogte van het water. Deze landschappen zijn de kustbarrière, het zandwad, de slikken, de schorren en het kustveenmoeras, allen doorkruist door getijdengeulen. Samen vormen ze een getijdengebied of wad (zie kader 'Het getijdengebied of wad').

De slikken en schorren zijn zeer afhankelijk van het waterniveau. Daardoor zijn ze zo dynamisch en gaan ze zich onmiddellijk aanpassen bij de minste verandering van niveau. Naarmate de slikken hoger opslibben, en/of een deel van een geul verlandt, komt het steeds minder onder invloed van het dagelijks getij te staan. Hierdoor kan de

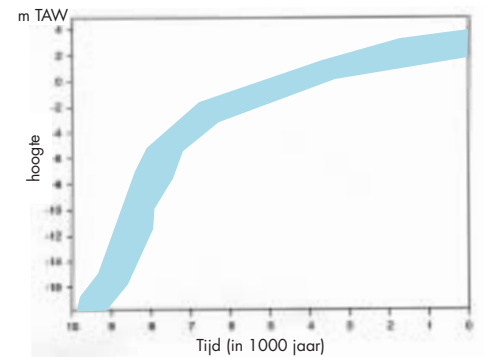


Fig. 4: Curve van de relatieve zeespiegelstijging weergegeven aan de hand van een enveloppe voor minimum- en maximumniveau. Op deze grafiek is duidelijk de sterke stijging van de zeespiegel in de periode vòòr 7500 jaar geleden te zien en de vertraging van die stijging daarna (CB)

schorre zich steeds meer zeewaarts gaan uitbreiden gevolgd door het kustveenmoeras aan de landzijde. Omgekeerd kan een deel van de schorre plots weer onder invloed komen te staan van het dagelijks getij bijvoorbeeld door een geul die zich zijwaarts verplaatst. Dit deel zal dan ook vrij vlug terug evolueren naar een slikke. Een dergelijke evolutie deed zich voor bij de algemene verhoging van de zeespiegel. De geulen reikten steeds verder landwaarts, met als gevolg dat de slikken zich gingen uitbreiden over de voormalige schorre en het basisveen, die op hun beurt landwaarts opgeschoven.

In de loop van de ontstaansgeschiedenis hebben er zich voortdurend dergelijke verschuivingen van de verschillende afzettingsmilieus voorgedaan. De stuwende kracht achter de verschuivingen was toen de stijging van het zeeniveau (Fig. 4). De sterke stijging van de zeespiegel in de periode vòòr 7500 jaar geleden (ca. 7 m/1000 jaar) leidde tot een aanzienlijke landwaartse verschuiving van het getijdengebied samen met de afzetting van een bijna 10m dik pakket zand en klei (Fig. 6). Op de schorre kwamen vegetatieniveautjes tot stand die geen tijd hadden om tot veen te evolueren omdat ze na nog geen honderd jaar weer bedekt werden door de klei van de opschuivende slikke.

Gevolgen van de eerste vertraging van de zeespiegelstijging (-7500 tot -5500 jaar)

Een merkelijke vertraging van de zeespiegelstijging (ca. 4 tot 2,5 m/1000 jaar) omstreeks 7500-7000 jaar geleden bracht enige verandering teweeg in het getijdengebied. Delen van het wad geraakten voldoende hoog opgeslibd en werden niet meer zo geregeld overspoeld door het getij. Daardoor kon er zich een dunne zoetwaterlaag vormen juist onder de schorre en kwamen er al vrij vlug zoetwatermoerassen tot stand waarin vooral riet groeide dat zich opstapelde tot veen (Fig. 3). Op die manier ontstonden

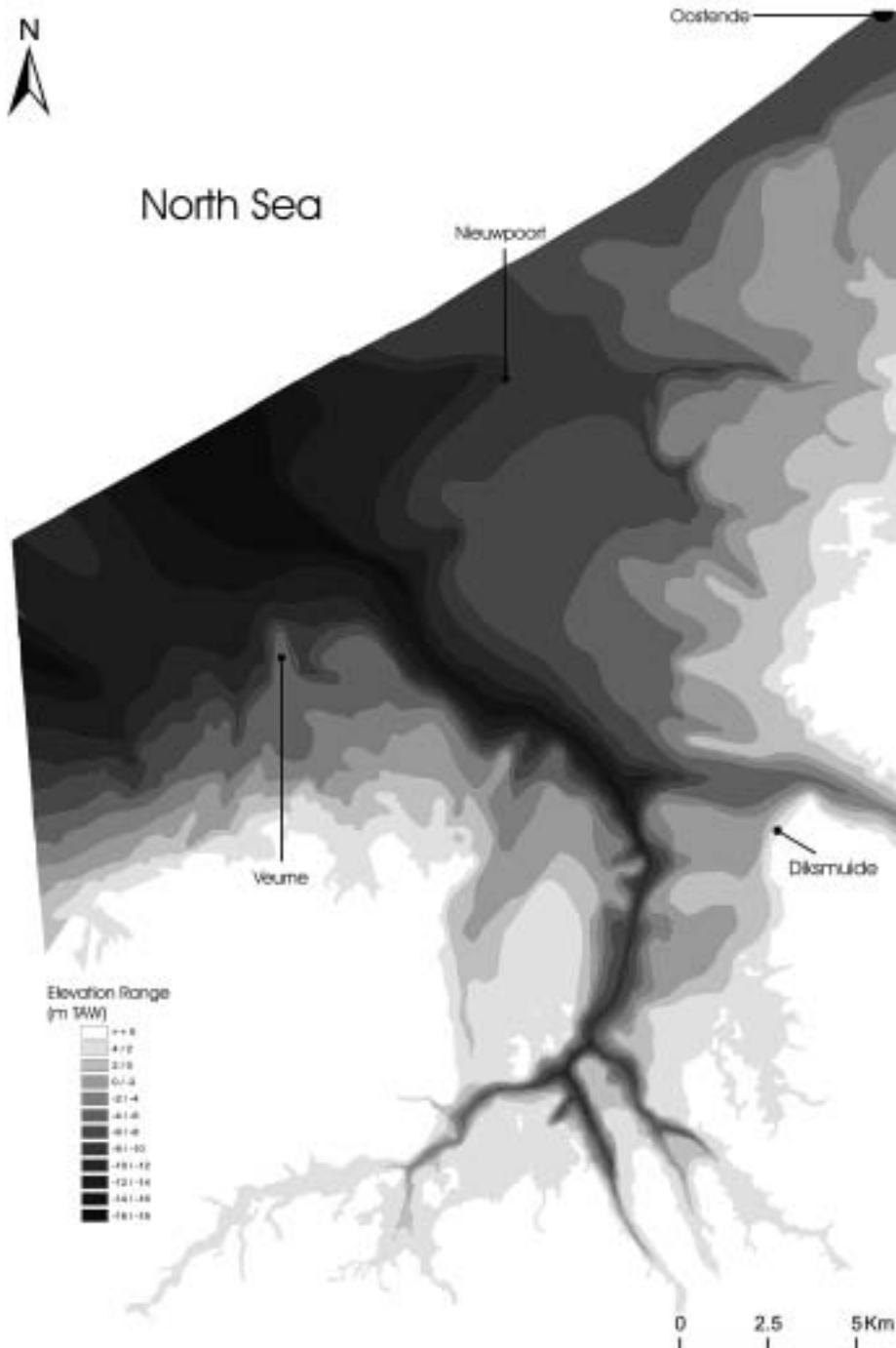


Fig. 5: Morfologie van het landschap op het einde van de Laatste IJstijd (Pleistoceen). De depressie in het centrum is de paleovallei van de IJzer die een flink stuk ten westen ligt van de huidige loop van de rivier. Ten oosten van Nieuwpoort ligt het Pleistocene oppervlak veel hoger dan in het westen. Daardoor is dat gebied veel later beïnvloed geworden door de Holocene transgressie. Noot: de kaart is in het noordwesten begrensd door de huidige kustlijn (CB)

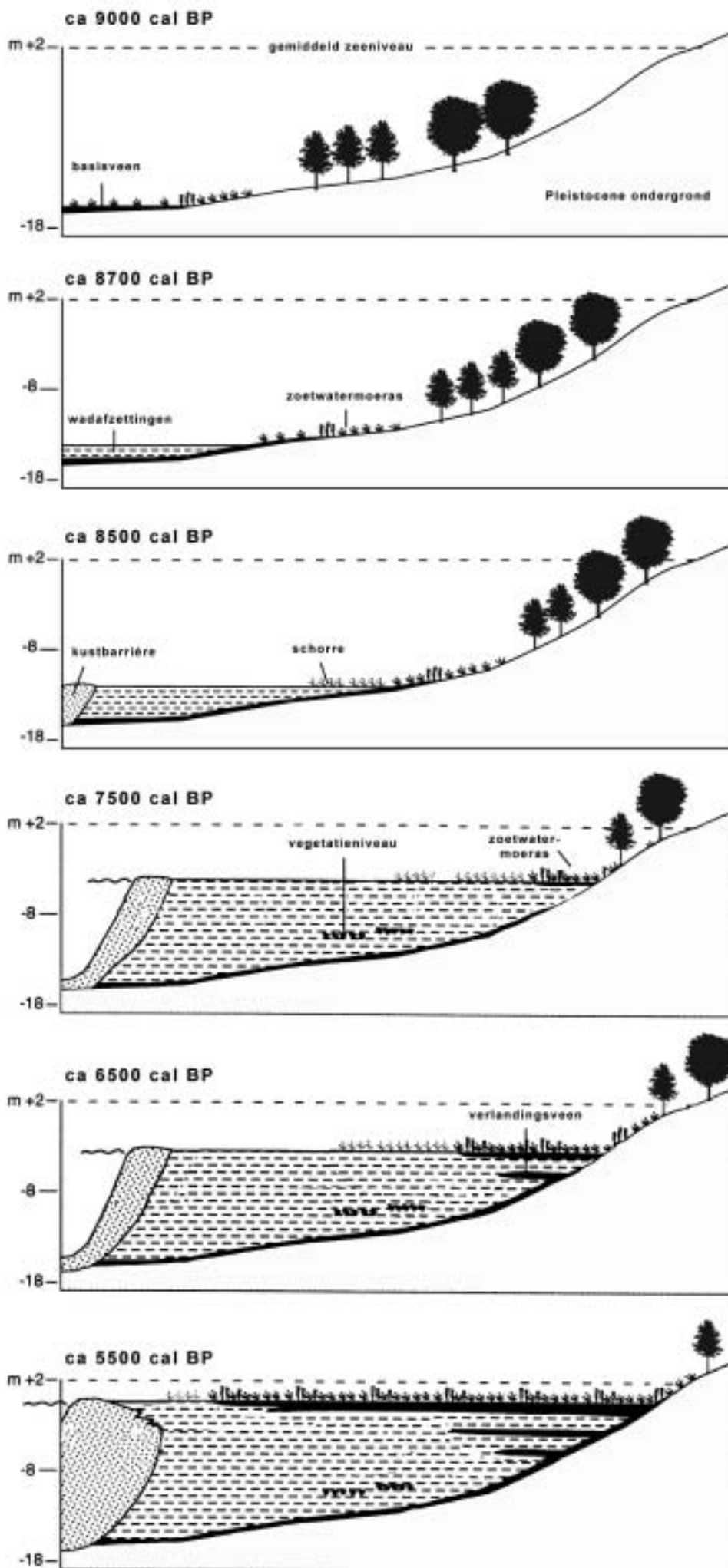


Fig. 6: Schematische voorstelling van de opvulling van de kustvlakte in relatie tot de stijging van het zeeniveau in de periode 9000 tot 5500 jaar geleden. De vorming van basisveen, verlandingsveen, zoetwatermoerassen, kustbarrière en wadafzettingen zijn weergegeven (CB)

lokale verlandingsveentjes, aanvankelijk enkele centimeter dik en van korte duur. De zeespiegelstijging, weliswaar verminderd, bleef de opvulling van het gebied nog steeds domineren en in de nabijheid van de talrijke getijdengeulen werd onverminderd zand en klei afgezet. Die geulen verplaatsten zich in de loop van de tijd, steeds op zoek als het ware naar ruimte om hun sediment kwijt te geraken. De lokale veengebieden waren zo'n gebied bij uitstek omdat die, verstoken van sediment gedurende enkele eeuwen, op een iets lager niveau lagen dan de opgeslibde gebieden rondom de geulen. Op die manier veranderden de veengebieden weer in wad en konden de door de geul verlaten gebieden op hun beurt evolueren naar slikke, schorre en zoetwatermoeras.

Dit mechanisme van opvulling waarin de getijdengeulen een primordiale rol speelden, heeft ertoe geleid dat de afzettingen van de kustvlakte uit de periode tussen ca. 7500 en 5500 jaar geleden hoofdzakelijk bestaan uit een afwisseling van wadsedimenten met veenlaagjes. Juist omwille van de rol van de geulen zijn in het zeewaarts gebied minder en dunnere verlandingsvenen dan in het meer landwaartse gedeelte van de vlakte, waar ze frequenter en dikker zijn. Vanwege dit mechanisme vertoont de ondergrond een sterke variatie in de sedimenten zowel lateraal als verticaal. Dit is ook de reden waarom in het zeewaarts gebied van de westelijke kustvlakte slechts een enkele veenlaag voorkomt (het oppervlakteveen). Dit was destijds de aanleiding om de Holocene sedimenten onder te verdelen in twee afzettingen, nl. de Calais en de Duinkerke afzettingen, gescheiden door het oppervlakteveen. De afzettingen van de kustvlakte mogen echter niet voorgesteld worden als een opeenstapeling van lagen regelmatig verspreid over het gehele gebied zoals een stapel pannenkoeken.

Tweede vertraging en het ontstaan van het oppervlakteveen

Omdat de zeespiegelstijging bleef afzwakken, verliest ze naar het einde van deze periode toe haar rol van stuwende kracht. Gevolg: de veengebieden worden steeds uitgebreider en houden langer stand. Een tweede merkelijke vertraging van de stijging omstreeks 5500-5000 jaar geleden (ca. 1 tot 0,7m/1000 jaar) heeft ertoe bijgedragen dat het veen, dat zich ontwikkelde in de periode rond 6400-5500 jaar geleden, nagenoeg ongestoord kon blijven groeien en opstapelen gedurende 2000-3000 jaar.

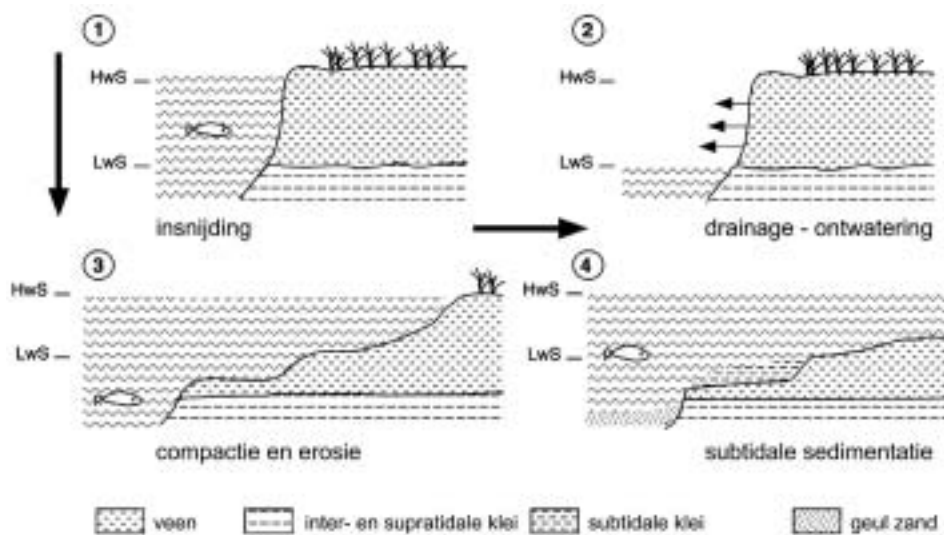


■ Een uitzonderlijk dik (bijna 2,5m) en goed ontwikkeld oppervlakteveen met talrijke stukken van bomen is hier bedekt door slechts 50cm wadklei. Oudekapelle (VIOE)

Dit veen wordt ook het **oppervlakteveen** genoemd en heeft thans een dikte van 1 à 2 m (zie foto). Dit veengebied kende ook een enorme laterale uitbreiding. Tegen 4800 jaar geleden was nagenoeg de hele vlakte omgevormd tot kustveenmoeras behalve het gebied van De Moeren en het toenmalige zeewaarts gebied waar zand en klei verder werden afgezet. In het centrale en oostelijke deel strekte de kustvlakte zich toen trouwens verder zeewaarts uit dan tegenwoordig, waarschijnlijk zelfs een 2 à 3-tal km. Een twintigtal jaar geleden was dit veen bij laagwater nog zichtbaar op het strand van Raversijde voordat er golfbrekers werden aangelegd waardoor het strand zich opgehoogd heeft.

Einde van de veengroei

Een combinatie van verschillende factoren zorgde ervoor dat het getij terug het land kon binnendringen. Door de uitbouw van de kust waren de meeste voorraden van sediment uitgeput waardoor de vooroever terug geërodeerd werd. De menselijke activiteiten (veen delven en drainage van het veengebied) in de IJzertijd en de Romeinse periode veroorzaakten compactie van het veen met als gevolg dat lokaal het oppervlak onder hoogwaterniveau kwam te liggen. In de periode dat het oppervlakteveen zich ontwikkelde, gebeurde de zoetwaterafvoer via de getijgeulen die weliswaar hoog opgeslibd waren. Door een verhoging van waterafvoer vanuit het binnenland, veroorzaakt door een verhoging van de neerslag omstreeks 2800 jaar geleden en waarschijnlijk ook door ontbossing in de IJzertijd, werden de geulen gedeeltelijk uitgeschuurd. Daardoor kon het getij het kustveenmoeras binnendringen en werd het gemakkelijk erodeerbaar zand van de geulen weggeschuurd. Dit leidde tot een drastische verandering van de vlakte.



■ Fig. 7: Schematische voorstelling van ontwatering en compactie van het oppervlakteveen door verticale erosie van de laat-Holocene getijgeulen (CB)



■ Erosie van de top van het oppervlakteveen door een kleine geul. Waar het veen werd weggeërodeerd, werd klei en fijn zand afgezet met de typische getijdengelaagdheid. De donkere laagjes bevatten zeer vele fijne veenrestjes. Links van de spade is een wig in het veen eveneens opgevuld met klei (Middelkerke)(CB)

Naar een evenwicht tussen zeeniveau, aanvoer van zand/slib en komberging

Het blijft alsnog onduidelijk wanneer en waarom de veengroei tot stilstand kwam. Een plotse zeespiegelstijging is uitgesloten. De zeespiegel steeg immers nog steeds met dezelfde, sterk afgezwakte trend als tijdens de veenvorming. Wat er ook van zij, een combinatie van verschillende factoren zorgde ervoor dat het getij weer de vlakte kon binnendringen (zie kader 'Einde van de veengroei'). Dit gebeurde via getijgeulen. Daardoor werd het veen aan de randen van de geulen weggeslagen of geërodeerd (Fig. 7-1 en foto). Dit veroorzaakte ontwatering van het veen waardoor het ging inklinken (Fig. 7-2). Het oppervlak van het kustveenmoeras kwam daardoor in een lagere positie te liggen, althans in de onmiddellijke omgeving van de geulen (Fig. 7-3). Dit resulteerde in een aanzienlijke vergroting van de komberging van de geul die zich daaraan aanpaste door zich diep verticaal in te snijden. Het zand van de midden-Holocene getijgeulen en het Pleistoceen zand werd op die manier tot op grote diepte herwerkt en opnieuw in de geul afgezet samen met brokken veen. Tijdens deze erosieve fase breidde het netwerk van geulen zich steeds verder uit vanwege de steeds groter wordende komberging. Zo kwamen meer en steeds grotere delen van het kustveenmoeras in lagere positie te liggen zodat uiteindelijk het netwerk van geulen nagenoeg het gehele kustveenmoeras beïnvloedde.

Een tijdshiaat van ca. 1000 jaar tussen de top van het veen en de bovenliggende sedimenten wijst erop dat langsheen de geulen het veen in subtidale positie kwam te liggen, dat wil zeggen steeds onder water (Fig. 7-4) met een minimum aan sedimentatie. Al het beschikbare sediment werd gebruikt om de geulen op te vullen. Omdat een groot volume aan sediment noodzakelijk was, werden de getijdendelta's en de vooroever geërodeerd (zie kader 'Het getijdengebied of wad'). Dit leidde tot een landwaartse verschuiving van de kustlijn en tot erosie van het wad in de zeewaartse gebieden. Pas 1400-1200 jaar geleden (ca. 750-550 n.Chr.) was er een evenwicht bereikt tussen het toenmalig zeeniveau, de aanvoer van sediment en de komberging. De geulen kwamen in intertidale positie (opvullingsfase) en het grootste deel van de vlakte kon evolueren naar slikke en schorre (zie foto Jade Baai). Deze rustige periode duurde tot ca. 1200 jaar geleden (800 n.Chr.). Omdat de vlakte terug in inter- en supratidale positie kwam te liggen en de zeespiegelstijging heel zwak was, werd geen nieuwe bergingsruimte meer gecreëerd. Daardoor gingen de geulen lateraal migreren. De sedimenten van de opvullingsfase en van het aangrenzend wad werden daarbij ondiep geërodeerd en herwerkt. Dit verklaart de variaties in de sedimenten die het oppervlakteveen bedekken. Het is heel waarschijnlijk dat de



■ Na erosie van het veengebied ontwikkelde zich opnieuw een slikke die hier al gekoloniseerd is door pioniers. In dit unieke natuureservaat van Sehestedter Moor in de Jade Baai (N-Duitsland) is een gedeelte van het broekveen blijven doorgroeien (CB)



■ Deze slootwand toont het einde van de opvulling van de vlakte met gelaagde sedimenten van een kleine geul die zich lateraal verplaatste en uiteindelijk tot schorre evolueerde. Het donkere gedeelte in de slootwand is een kreek die met klei werd opgevuld toen de totale verlanding van de hele vlakte een feit werd. Dit gebeurde in dit gebied rond 1400 n.Chr. (Steenkerke)(CB)

Duinkerke-transgressies in het leven werden geroepen door de Bodemkartering om die variaties te verklaren. Dit is niet zo verwonderlijk omdat in die periode (rond 1950) de kennis van de sedimentatieprocessen in een getijdengebied nagenoeg niet gekend waren.

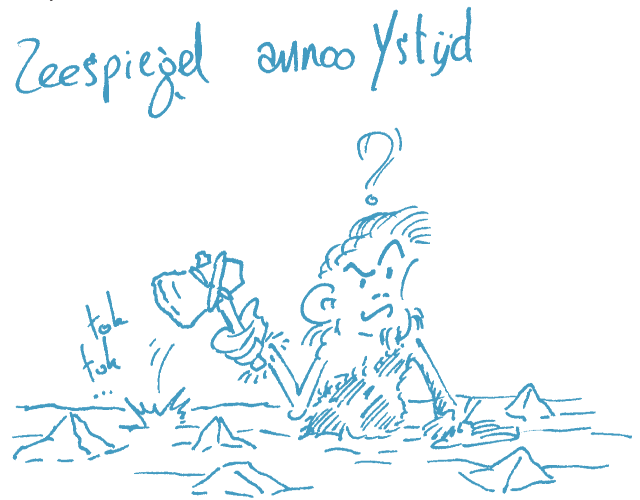
Niettegenstaande de mens het gebied begon in te dijken, bleven nog grote delen van de geulen actief. De gebieden beïnvloed door de IJzer konden pas na 650 n.Chr. tot schorre evolueren. Zeewaarts was dat nog

iets later, want op de plaats waar thans Oostende ligt, was een geul nog actief in de periode rond 860-750 n.Chr.. In de streek rond Veurne gebeurde de finale verlanding van een geul rond 1400 n.Chr. (zie foto Steenkerke). Dit betekent dat in dit gebied tijdens de middeleeuwen nog altijd sediment werd afgezet in het schorgebied. Volgens het klassiek Duinkerke-model was dit gebied van de zee afgesloten door een zeedijk waardoor het nooit meer overstroomd werd door de Duinkerke-III transgressie (11^e eeuw).

De Middeleeuwse mens en niet de 'Duinkerke III transgressie'.

De uiteindelijke totale verlanding van het gehele gebied werd mede in de hand gewerkt door de mens die de vlakte beetje bij beetje begon in te dijken. Dit veroorzaakte een progressieve verkleining van de komberging wat, samen met het feit dat de geulen nagenoeg volledig waren opgevuld, maakte dat het stormvloedniveau in de open gebleven geulen aanzienlijk toenam. De bedijking hield ook in dat de mens de waterafvoer moest verzorgen via grachten en sluizen. Het graven van het drainagesysteem veroorzaakte samendrukking of compactie van de bovenste afzettingen en een verlaging van het oppervlak (zie kader 'De kreekrug...'). Ook de intense veenuitgravingen van de Middeleeuwen hadden hetzelfde effect. De doorbraak van een dijk bij hevige storm

resulteerde dan ook in catastrofale overstromingen. Deze historisch goed gedocumenteerde overstromingen van na 1000 n.Chr. werden destijds geïnterpreteerd als de Duinkerke-III transgressie. Ze werden echter door menselijke activiteiten veroorzaakt.



De 'kreekrug' ... die niet van een kreek, maar van een geul voortkomt

Daar waar de landbouw en de verkavelingen het oppervlak nog niet te veel verstoord of geëgaliseerd hebben, kan men soms nog een typisch micro-reliëf zien. Dit is het resultaat van differentiële compactie, m.a.w. het verschillend samengedrukt worden van sediment in functie van hun specifieke kenmerken. Al de sedimenten in de ondergrond van de kustvlakte zijn verzadigd aan water en bijgevolg gevoelig voor samendrukbaarheid of compactie. Deze laatste is het gevolg van ontwatering en/of belasting. De verschillende sedimenten compacteren echter niet in dezelfde mate. Zo compacteert veen ongeveer twee maal meer dan klei, en 20 keer meer dan zand. Zand is relatief weinig samendrukbaar. Dit verschil is de oorzaak van de differentiële compactie.

Traditioneel (en ingevoerd door de Bodemkartering in de jaren 1950) wordt dit micro-reliëf omschreven als "inversie van het reliëf". Ook in de aardrijkskunde schoolboeken is het nu nog steeds terug te vinden wanneer men het heeft over de bodemgenese of bodemvorming in de polders. Het wordt verklaard aan de hand van selectieve sedimentatie waarbij zand wordt afgezet in de kreek en klei in de komgronden. Na bedijking vond dan inversie van het reliëf plaats doordat de veenlaag veel sterker inklinkt dan het zand van de kreek dat op het oorspronkelijk niveau blijft liggen. Op die manier ontstonden de "kreekruggen". Deze verklaring is inmiddels achterhaald. Het verschil in samendrukbaarheid van de verschillende sedimenten is wel degelijk correct, maar de oorsprong van het micro-reliëf is veel complexer. Het zand werd niet afgezet in de kreek, maar in grote getijdengeulen waarbij zeker geen selectieve sedimentatie plaats vond. Het oppervlakteveen compacteerde niet als gevolg van de bedijkingen. Het compacteerde zo'n 2000 jaar vroeger toen het getijdensysteem terug de vlakte binnendrong waarbij getijdengeulen diepe verticale uitschuringen veroorzaakten. Aan de randen van de geulen werd het veen geërodeerd wat resulteerde in een geleidelijke ontwatering van het veengebied met compactie tot gevolg (Fig. 7). Deze geulen werden gevuld met zand dat wel 25 m dik kan zijn! Het indijken en vooral de kunstmatige drainage die daarbij noodzakelijk was, heeft de compactie van het bovenliggend kleipakket veroorzaakt. De met zand gevulde geulen kwamen toen in reliëf te staan. De drainagesystemen waren in die tijd overigens niet zo diep waardoor het veen niet boven de grondwaterafval kwam te liggen.

Het zijn echter niet alleen de met zand gevulde geulen die tot uiting komen in de morfologie. Ook de diepere Holocene sedimenten compacteren op natuurlijke wijze door de belasting van de jongere lagen. Gebieden waar een depressie in de Pleistocene ondergrond voorkomt, bv. een paleovallei die opgevuld is met een dik pakket klei en veen, zal een lagere topografie vertonen. Omgekeerd komen dikke zandpakketten van vroeg-Holocene geulen die in de diepere ondergrond voorkomen, tot uiting in een hogere topografie. Ook de plaatsen waar de relatief geconsolideerde Pleistocene ondergrond op een hoog niveau ligt en bijgevolg bedekt is met slechts een dun pakket Holocene sedimenten, staan meer in reliëf dan die plaatsen waar de Holocene afzettingen een grotere dikte hebben. Het Vlaams Digitaal Terrein Model toont een zeer gedetailleerd beeld van dit micro-reliëf. De verleiding is dan ook groot om op basis van het model de met zand gevulde geulen te gaan detecteren. Wil men echter geen verkeerd beeld bekomen, dan moet ook rekening gehouden worden met heel wat andere geologische gegevens.

Meer lezen over dit onderwerp?

- DENYS, L. & BAETEMAN, C. 1995. Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment. *Marine Geology* 124: 1-19.
- BAETEMAN, C. 1995. De conflictsituatie tussen natuur en toerisme in het kustgebied. *De Aardrijkskunde* 5, 3: 5-20.
- BAETEMAN, C. 1998. Is het de natuur of de mens die een bedreiging vormt voor kusten en polders? *Meded. Zitt. K. Acad. overzeese Wet.* 44, 1998-2: 257-273.
- BAETEMAN, C., BEETS, D.J. & VAN STRYDONCK, M. 1999. Tidal crevasse splays as the cause of rapid changes in the rate of aggradation in the Holocene tidal deposits of the Belgian Coastal Plain. *Journal of Quaternary International* 56: 3-13.
- BAETEMAN, C. 1999. The Holocene depositional history of the IJzer palaeovalley (Western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds. In: BAETEMAN, C. (ed.) (1999). *Quaternary of Belgium: New perspectives. Geologica Belgica* 2, 1-2: 39-72.
- ERVYNCK, A., BAETEMAN, C., DEMIDDELE, H., HOLLEVOET, Y., PIETERS, M., SCHELVIS, J., TYS, D., VAN STRYDONCK, M. & VERHAEGHE, F. 1999. Human occupation because of a regression, or the cause of a transgression? A critical review of the interaction between geological events and human occupation in the Belgian coastal plain during the first millennium AD. *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 26: 97-121.
- BAETEMAN, C., SCOTT, D.B. & VAN STRYDONCK, M. 2002. Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: a late Holocene example from Belgium. *Journal of Quaternary Science* 17 (5-6): 547-559.
- BAETEMAN, C. & DECLERCQ, P.-Y. 2002. A synthesis of early and middle Holocene coastal changes in the Belgian lowlands. *Belgeo* 2: 77-107.
- BAETEMAN, C., 2005. The Streif classification system: a tribute to an alternative system for organising and mapping Holocene coastal deposits. *Quaternary International* 133-134: 141-149.
- BERTRAND, S., BAETEMAN, C., 2005. Sequence mapping of Holocene coastal lowlands. The application of the Streif classification system in the Belgian coastal plain. *Quaternary International* 133-134: 151-158.
- BAETEMAN, C., 2005. How subsoil morphology and erodibility influence the origin and pattern of late Holocene tidal channels: Case studies from the Belgian coastal lowlands. *Quaternary Science Reviews* 24: 2146-2162.
- BAETEMAN, C., 2006. De laat Holocene evolutie van de Belgische kustvlakte: Sedimentatieprocessen versus zeespiegelschommelingen en Duinkerke transgressies. In: de Kraker, A.M.J., Borger, G.J. (eds), *Veen-Vis-Zout. Landschappelijke dynamiek in de zuidwestelijke delta van de Lage Landen. Geoarchaeologische en Bioarchaeologische Studies* 8, Vrije Universiteit Amsterdam: 1-18.